

Alla scoperta del paesaggio modellato dai vulcani: lave, scorie, ignimbriti e caldere dei Vulsini

**Un percorso didattico
dai libri di testo all'esperienza diretta**

PARTE 1. Inquadramento geologico

a cura di:

**Gioncada A.¹, Montomoli C.¹, Iaccarino S.¹
Bonaccorsi E.¹, Pieraccioni F.^{1,2}, Ragaini L.¹**

1: Dipartimento di Scienze della Terra Università di Pisa

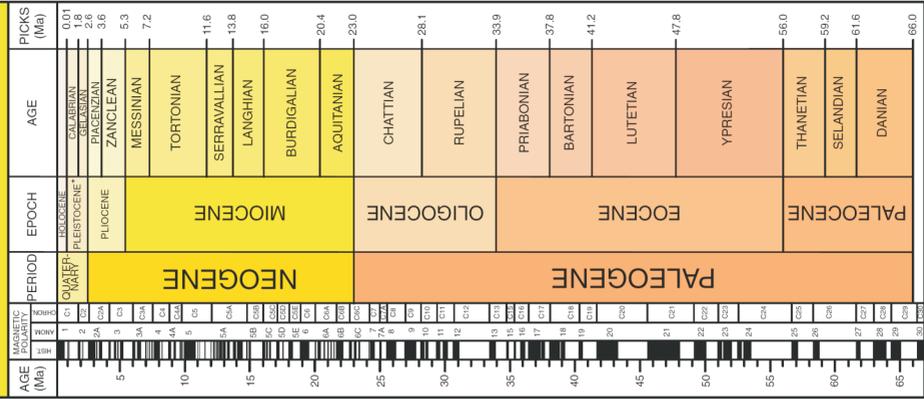
2: Scuola Toscana di Dottorato - Scienze della Terra XXX ciclo, Univ. Pisa

**PIANO NAZIONALE
LAUREE SCIENTIFICHE**

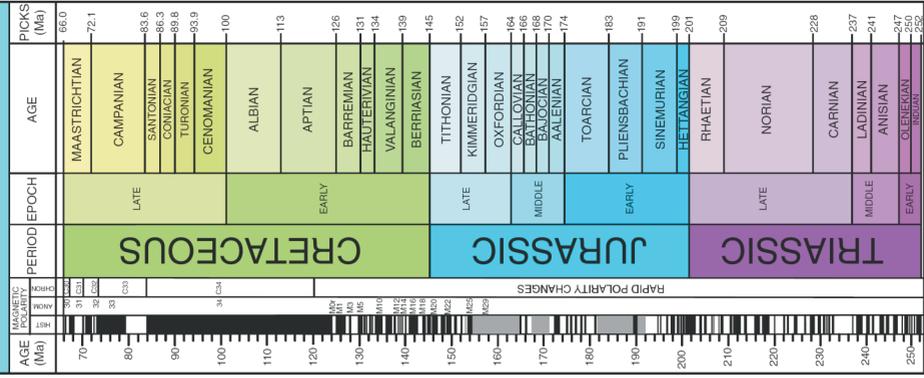


INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE.....	1
Le rocce che costituiscono l'Appennino Settentrionale.....	4
INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL DISTRETTO DEI VULSINI.....	8
IL DISTRETTO VULSINO: L'ATTIVITÀ MAGMATICA E I SUOI PRODOTTI.....	11
L'attività vulcanica.....	13
I prodotti vulcanici.....	15
APPENDICE 1 La deformazione delle rocce, le faglie e i giunti.....	17
APPENDICE 2 Glossario dei termini vulcanologici utilizzati.....	19

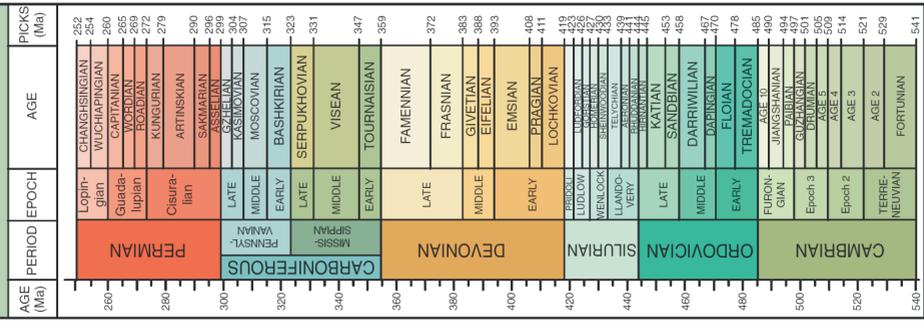
CENOZOIC



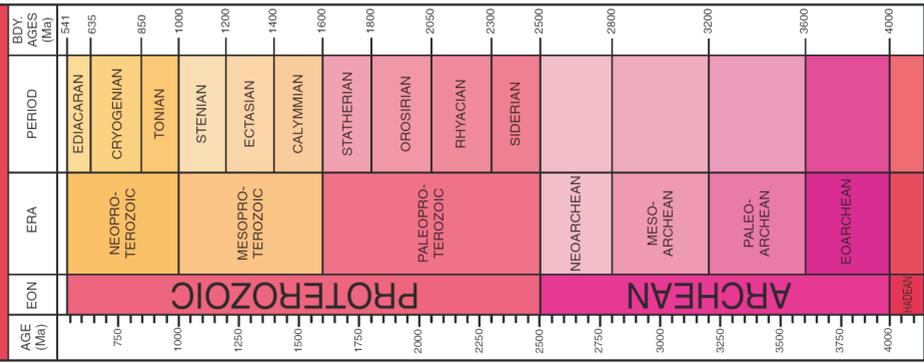
MESOZOIC



PALEOZOIC



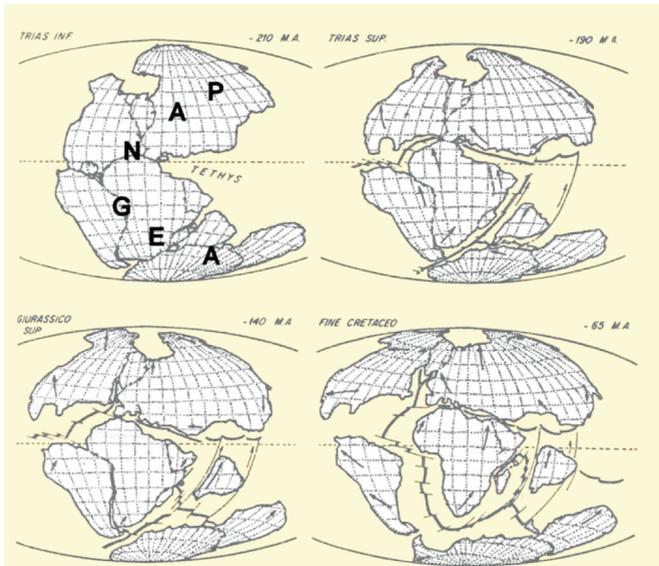
PRECAMBRIAN



INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

L'Appennino Settentrionale è una catena orogenica di recente costituzione. Le fasi più importanti che hanno portato alla sua strutturazione e sollevamento sono avvenute negli ultimi 30 milioni di anni circa.

Insieme alle Alpi fa parte di una importante cintura orogenica chiamata comunemente alpino-himalayana che, dalla Spagna/Africa settentrionale, si prolunga fino all'Himalaya. Questa fascia orogenetica, secondo le teorie derivanti dalla tettonica a placche, nell'area mediterranea è il risultato dell'avvicinamento (**Cretaceo superiore-Eocene**) e della successiva collisione (**Eocene superiore-Oligocene**) del paleo-continente africano (o della microplacca Adria) con quello europeo che produsse, per subduzione di crosta oceanica al di sotto del margine europeo, la scomparsa di un bacino oceanico giurassico, interposto tra i due paleo-continenti e chiamato Oceano Ligure-Piemontese (un ramo occidentale dell'oceano della Tetide).



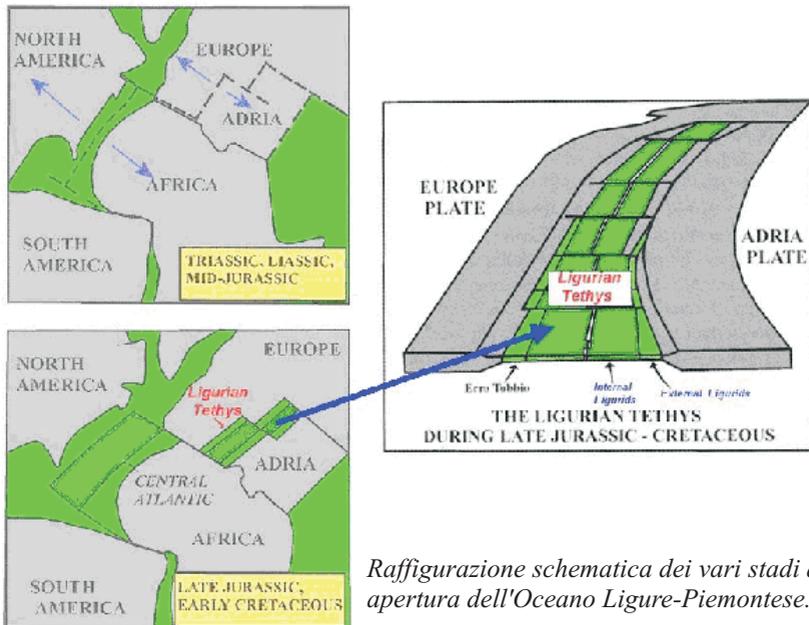
Frammentazione della Pangea ed evoluzione delle placche

In maniera molto schematica e sintetica le varie tappe che hanno portato alla formazione della catena appenninica possono essere così riassunte:

CARBONIFERO (circa 300 milioni di anni): tutte le masse continentali, costituite da rocce molto antiche (basamento cristallino), erano riunite in un unico continente (Pangea).

PERMIANO SUPERIORE - TRIASSICO MEDIO (circa 250-200 milioni di anni): la Pangea si frammenta e iniziano i movimenti di allontanamento della placca europea da quella africana.

TRIASSICO SUPERIORE - GIURASSICO (200-150 milioni di anni): tra i due blocchi continentali si forma un braccio di mare che progressivamente diventa un vero e proprio oceano (Oceano Ligure-Piemontese). Sul fondo oceanico, di natura basaltica, si depositano fanghi silicei e calcarei; sui margini continentali ha luogo dapprima la deposizione di sedimenti carbonatici di mare sottile in clima tropicale e successivamente la deposizione di melme calcareo-silicee di mare aperto (depositi pelagici).



Raffigurazione schematica dei vari stadi di apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese.

CRETACEO - EOCENE (circa 100-50 milioni di anni): cambia il quadro geodinamico ed il blocco europeo si avvicina nuovamente a quello africano a spese della Tetide, che inizia ad essere “consumata” tramite subduzione. Inizia la deformazione con accavallamento e traslazione dei sedimenti oceanici sopra i sedimenti che si sono depositati sui margini continentali.

OLIGOCENE - MIOCENE INFERIORE (35-20 milioni di anni): i due blocchi, europeo e africano, entrano in collisione e le rocce che si sono depositate nei vari ambienti (domini paleogeografici), oceanico e continentale, vengono traslate anche di molte decine di chilometri e accavallate le une sulle altre. La placca Adria va in subduzione sotto la placca europea, dopo che l'oceano compreso tra le due placche viene completamente “consumato”.

La microplacca del blocco Sardo-Corso (rappresentato dalla Corsica e dalla Sardegna) si distacca dall'Europa, in seguito alla formazione di un nuovo e più giovane bacino oceanico (bacino Ligure-Provenzale) e ruota di circa 30° in senso antiorario. In questa fase di forte inspessimento e creazione del “cuneo orogenico”, alcune delle rocce sedimentarie che si erano deposte sul margine continentale di Adria (per esempio i calcari), vengono portate a grandi profondità, in condizioni di più alte pressioni e temperature. In tali condizioni si trasformano, riorganizzandosi dal punto di vista mineralogico e strutturale, diventando così rocce metamorfiche (i calcari diventano marmi).

MIOCENE INFERIORE - Pliocene/Pleistocene (< 20 milioni di anni): a partire dal Miocene inferiore si manifestano nella parte più interna dell'orogene (tra la Corsica e l'Elba) i primi fenomeni di rilassamento della pila tettonica appenninica. L'Appennino settentrionale si distacca dal blocco sardo-corso ruotando verso est, si origina il mar Tirreno ed emerge la catena appenninica. Questi fenomeni “estensionali” si propagano nel tempo sempre più verso Est dando origine, attraverso sistemi di faglie, a depressioni tettoniche o *graben* separate da dorsali o *horst*. In queste depressioni si accumulano prevalentemente sedimenti marini recenti. Inoltre, a questa fase estensionale vengono ricondotte numerose

manifestazioni magmatiche, con la formazione di rocce originate dal raffreddamento e dalla cristallizzazione del magma in profondità (intrusioni granitoidi) o dall'emissione del magma in superficie (colate laviche e tufi). Molto spesso, proprio i fenomeni tettonici, ossia le faglie che guidano la creazione delle depressioni e delle dorsali sopra citate, guidano e controllano anche l'attività magmatica.

Le rocce che costituiscono l'Appennino settentrionale

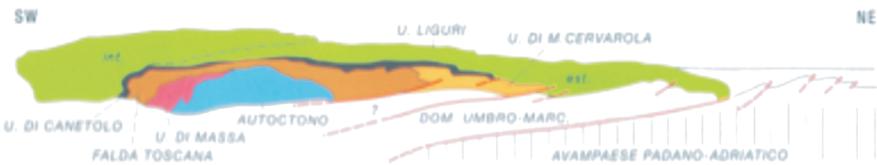
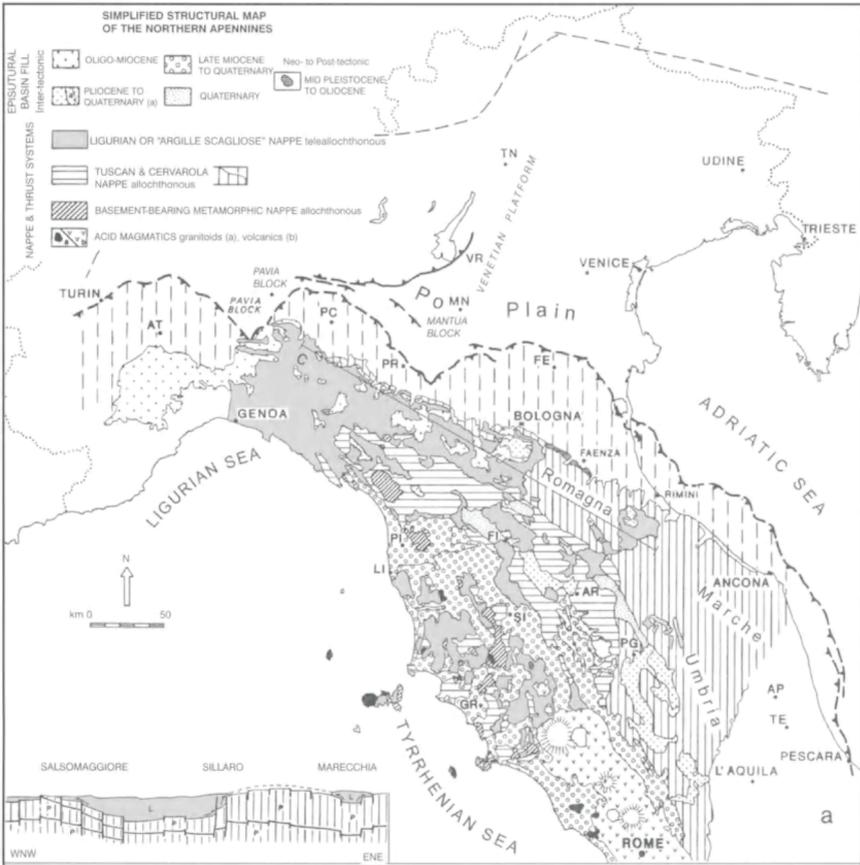
L'Appennino Settentrionale, costituisce i rilievi di parte della Liguria, dell'Emilia Romagna, della Toscana ed Umbria.

Dal punto di vista geologico, l'Appennino Settentrionale si estende dall'area di Sestri-Voltaggio a Nord, che ne demarca la separazione dalle Alpi, fino alla linea Ancona-Anzio che ne rappresenta il limite meridionale e separa le rocce di pertinenza dell'Appennino Settentrionale da quelle della piattaforma Laziale-Abruzzese.

Le rocce che costituiscono l'ossatura principale della catena appenninica si sono formate in diversi domini paleogeografici e successivamente, in seguito alla collisione delle diverse placche, sono state traslate e sovrapposte le une sulle altre.

Le rocce che sono state coinvolte nell'orogenesi si sono formate in un dominio paleogeografico (ambiente di deposizione / formazione) tipico di un ambiente oceanico (Dominio Ligure --> Unità Liguri) e in un ambiente di margine continentale passivo (Dominio Toscano --> Unità Toscane e Dominio Umbro-Marchigiano --> Unità Umbro-Marchigiane). Infatti, se immaginiamo di retrodeformare l'architettura dell'Appennino Settentrionale, ovvero “srotolare” le diverse tipologie di rocce che ora troviamo sovrapposte, riconosciamo diverse unità di differente pertinenza paleogeografica, quali:

Le **Unità Liguri** (in verde nell'immagine della pagina seguente) sono caratterizzate da rocce “ofiolitiche” costituite da gabbri e rocce basaltiche *s.l.* sormontate da rocce che derivano dal consolidamento di sedimenti



Schema geologico (in alto da Vai, 2001) e sezione geologica schematica SW-NE (in basso) raffigurante le principali tipologie di insiemi di rocce che costituiscono l'ossatura principale dell'Appennino Settentrionale distinte in base ai domini paleogeografici di deposizione

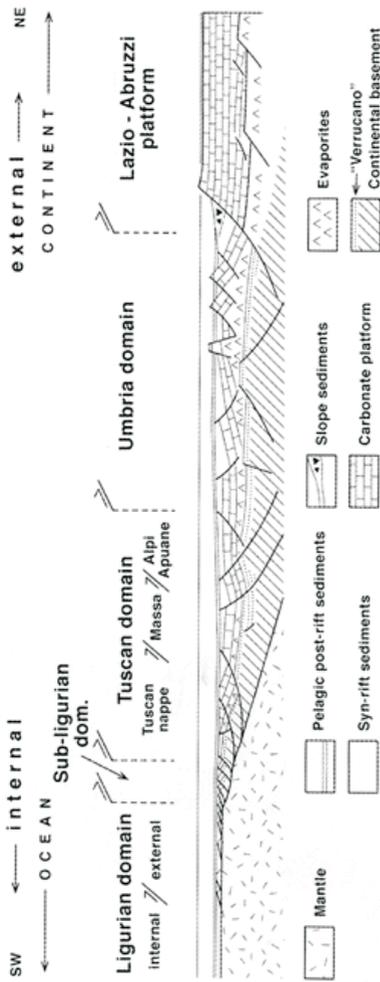
depositi in ambiente marino con acque molto profonde. Queste rocce rappresentano la testimonianza dell'antico oceano della Tetide che si è formato, a partire dal Giurassico, in seguito allo smembramento della Pangea. Rocce di questo tipo si stanno formando attualmente in corrispondenza delle dorsali medio oceaniche.

Le **Unità Toscane** sono costituite da rocce che si sono deposte su un margine continentale (placca Adria) che si è assottigliato in seguito all'allontanamento delle placche, e sono costituite da rocce, in origine di natura sedimentaria, che iniziano a depositarsi su rocce più antiche deformate durante orogenesi precedenti e che costituiscono quello che comunemente viene chiamato “basamento”. Le Unità Toscane, pur presentando delle forti analogie litologiche sono caratterizzate da gradi metamorfici diversi e le rocce dell'Unità di Massa hanno raggiunto il maggior grado metamorfico, cioè durante l'orogenesi hanno raggiunto, durante le fasi di subduzione le profondità maggiori.

Le **Unità Umbro-Marchigiane** sono rappresentate da rocce che, analogamente a quelle costituenti le Unità Toscane, si sono deposte lungo un margine continentale passivo, ma più prossimali rispetto alle precedenti, e che ora troviamo sormontate dalle altre unità descritte in precedenza. Le Unità Umbro-Marchigiane comprendono una successione sedimentaria costituita da rocce sia carbonatiche (costituite da carbonato di calcio) che silicoclastiche (derivanti dall'accumulo e dal consolidamento di sabbie e limi costituite da minerali silicatici).

Le unità Umbro-Marchigiane, che rappresentano il limite orientale esterno del Appennino Settentrionale, sono sovrascorse al di sopra delle rocce carbonatiche di mare poco profondo costituenti la piattaforma Laziale-Abruzzese e facente parti dell'Appennino Centro-Meridionale, tramite un'importante lineamento tettonico “la Linea Ancona-Anzio”, una faglia inversa oggi meglio definita come “*Olevano-Antrodoco-Sibillini thrust*”. Studi geologici testimoniano come tale lineamento tettonico abbia giocato un lungo e fondamentale ruolo nella storia geologica dell'Appennino. Nel

Giurassico (durante la sedimentazione di alcune delle rocce che ora troviamo in Appennino Settentrionale) rappresentava una faglia normale che sperava i domini dell'Umbro-Marchigiano da quello di Laziale-Abruzzese, che è poi stata "riutilizzata" ed invertita nel Neogene come faglia inversa durante il raccorciamento che ha portato alla costruzione della catena, per essere poi ulteriormente riattivato come faglia trascorrente ed in parte anche probabilmente normale, nella storia tettonica recente.

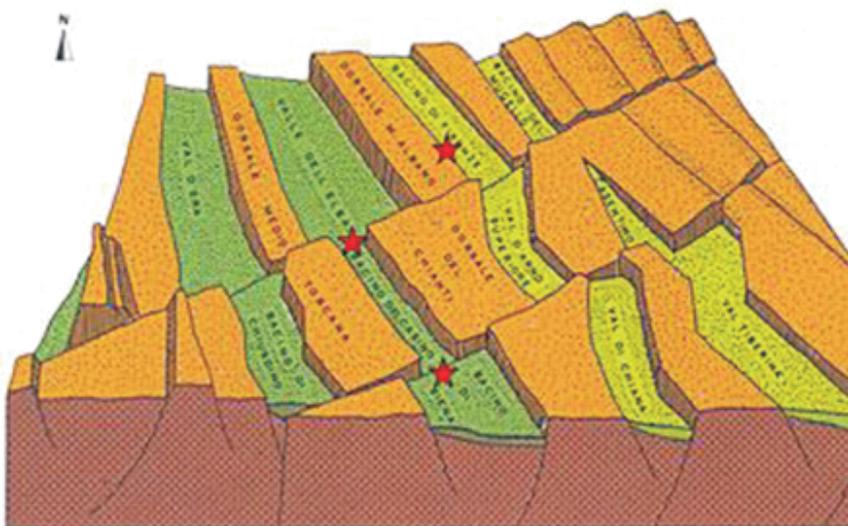


Schema semplificato che rappresenta i diversi domini paleogeografici di deposizione delle rocce che andranno a costituire le principali unità tettoniche dell'Appennino Settentrionale (Da Carnignani et al., 2004).

INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL DISTRETTO DEI VULSINI

Come accennato in precedenza, nelle zone più interne dell'Appennino Settentrionale, a partire dall'Aquitaniense-Burdigaliano (circa 20 milioni di anni) termina la fase compressiva, e si instaura un regime estensionale sin-convergente che complica i rapporti geometrici tra le varie unità tettoniche. Questa fase estensionale dà luogo allo sviluppo di un sistema di faglie con orientazione ed inclinazione differente, dovute al collasso gravitazionale del prisma orogenico, portando alla creazione di depressioni tettoniche.

A questi processi estensionali sono collegate delle anomalie termiche testimoniate dall'attività geotermica (come ad esempio nelle aree di Larderello o del Monte Amiata) e dalle manifestazioni magmatiche della Toscana meridionale e, successivamente, del Lazio Settentrionale.

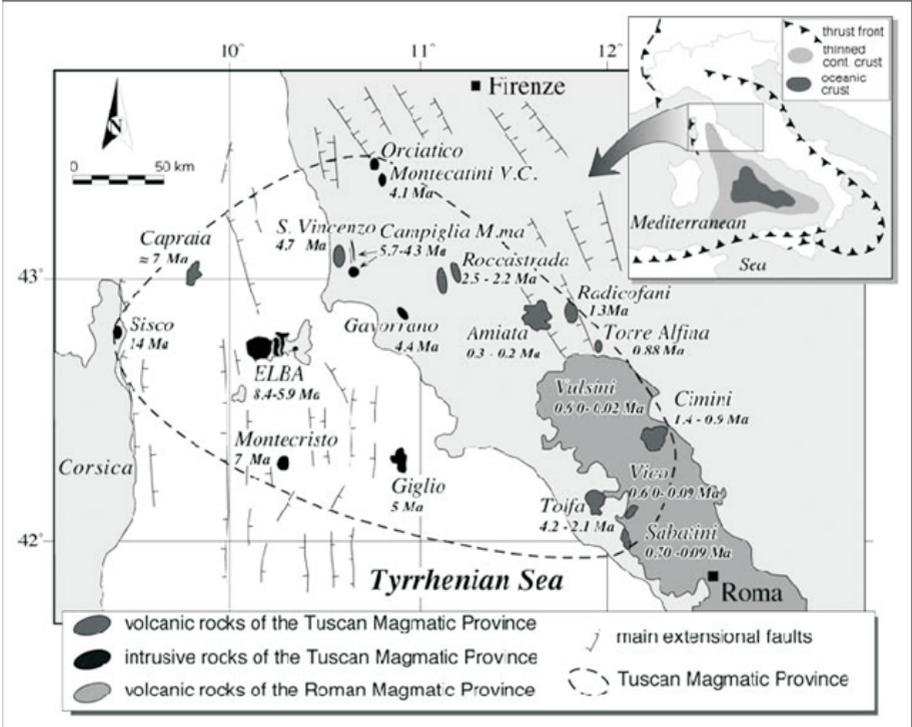


*Bacini individuati dalle faglie dirette ad alto angolo
NO-SE tagliati da trascorrenti SO-NE*

Le età delle rocce magmatiche, sia intrusive che vulcaniche, di questa regione, riportate nella figura, variano da 14 Ma a ovest (Sisco, in Corsica) fino a 0.1-0.2 Ma di Amiata e Vulsini andando verso est, confermando che si tratta di un magmatismo geologicamente molto recente, manifestatosi durante le fasi estensionali sopra descritte.

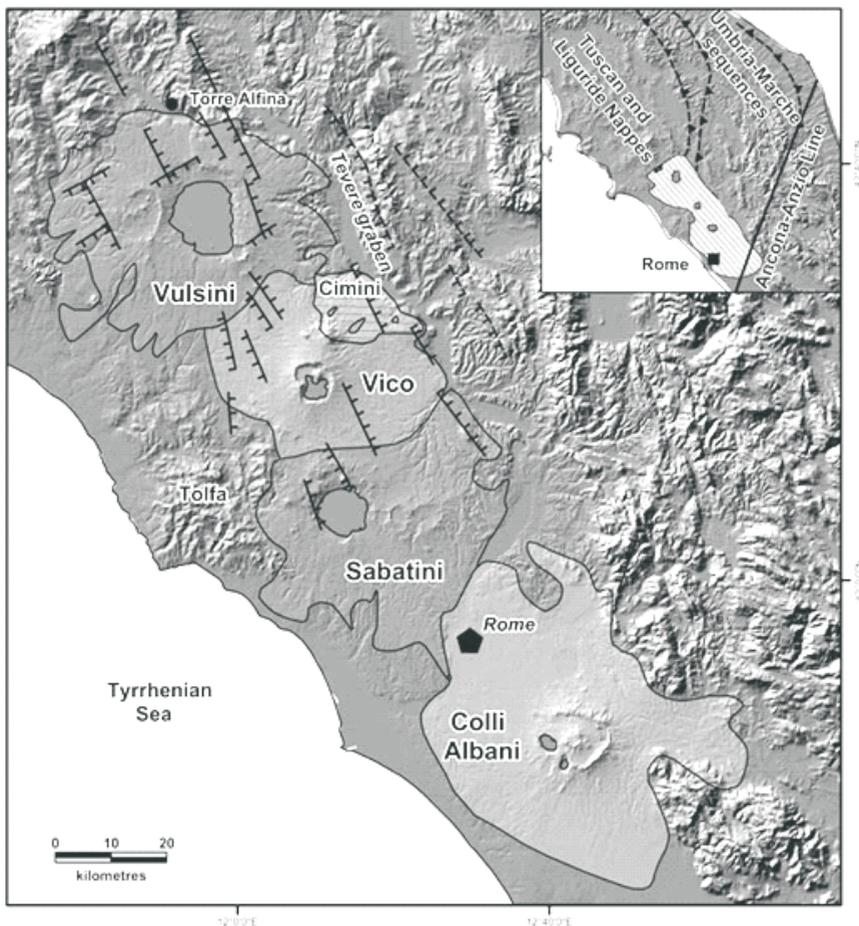
Le rocce magmatiche affioranti nelle porzioni settentrionali del Lazio, sono raggruppate nella cosiddetta “Provincia Magmatica Romana” che si estende dalla Toscana meridionale fino a sud di Roma, raggiungendo e ricoprendo la linea “Ancona-Anzio”.

La Provincia Magmatica Romana è composta da rocce da potassiche ad ultrapotassiche, con un'età compresa tra 0.80-0.02 Milioni di anni e



Distribuzione spaziale e temporale del magmatismo (plutonico e vulcanico) tosco-laziale (Dini et al., 2009).

comprende numerosi centri eruttivi quali il distretto dei Vulsini, i Monti Sabatini, Vico, i Colli Albani e alcune manifestazioni minori. Si stima che il volume dei prodotti eruttati da questa provincia magmatica sia dell'ordine di 900 km^3 .



Principali vulcani della Provincia Magmatica Romana e principali sistemi da faglie normali. Riquadro in alto a destra: schema strutturale dei principali lineamenti tettonici dell'Appennino Settentrionale (da Peccerillo, 2003).

Tali manifestazioni magmatiche si impostano in bacini e depressioni tettoniche (di età dal Miocene Superiore al Pleistocene) la cui formazione è controllata da faglie normali orientate circa NO-SE e da faglie trascorrenti orientate circa NE-SO, che accomodano il movimento differenziale lungo la prima tipologia. Entrambi i sistemi di faglie rappresentano zone di profonda debolezza crostale e sono state sfruttate per la risalita e la messa in posto dei magmi che formano la Provincia Magmatica Romana.

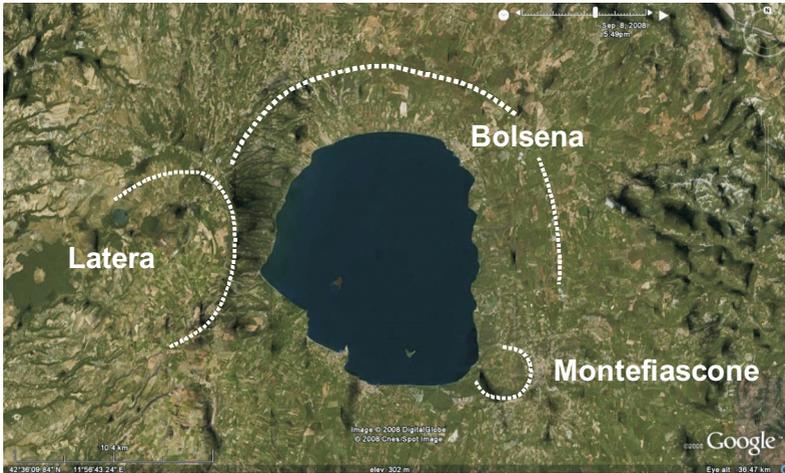
Al di sotto delle vulcaniti troviamo, come testimoniato anche dai numerosi xenoliti (rocce del basamento sedimentario strappate e portate in superficie dal magma) rinvenuti nelle vulcaniti, rocce appartenenti alle diverse unità tettoniche dell'Appennino Settentrionale (descritte in precedenza) quali Unità Liguri, Toscane ed Umbro-Marchigiane, ed i sedimenti di mare poco profondo o di ambiente fluviale che riempivano i bacini.

IL DISTRETTO VULSINO: L'ATTIVITÀ MAGMATICA E I SUOI PRODOTTI

Il territorio Vulsino è un distretto vulcanico (i termini sottolineati sono spiegati in appendice) nel settore settentrionale della Provincia Romana, impostato lungo il sistema ad “horst e graben” dell'horst di Cetona-Razzano e dei graben di Siena-Radicofani e del Paglia-Tevere. Il distretto comprende tre complessi vulcanici principali: il complesso di Bolsena, il complesso di Montefiascone e il complesso di Latera. Ciascuno di questi è costituito da diversi centri eruttivi (nell'insieme probabilmente oltre 100), la cui attività si è susseguita nel tempo e i cui prodotti si ritrovano spesso vicendevolmente intercalati.

Il complesso di Bolsena si trova nel settore NE del distretto e comprende numerosi centri che furono attivi a partire da circa 590.000 anni fa, segnando l'inizio dell'attività vulcanica ai Vulsini (Paleovulsini), per circa 350.000 anni. Durante le sue fasi finali si inserisce l'attività di Montefiascone e di Latera e le ultime eruzioni del

distretto Vulsino avvengono a Latera intorno a 120000 anni fa. Il distretto Vulsino è stato quindi attivo nello stesso intervallo di tempo in cui erano attivi, più a nord, i vulcani Torre Alfina (500.000 anni) e Amiata (300.000-200.000 anni).



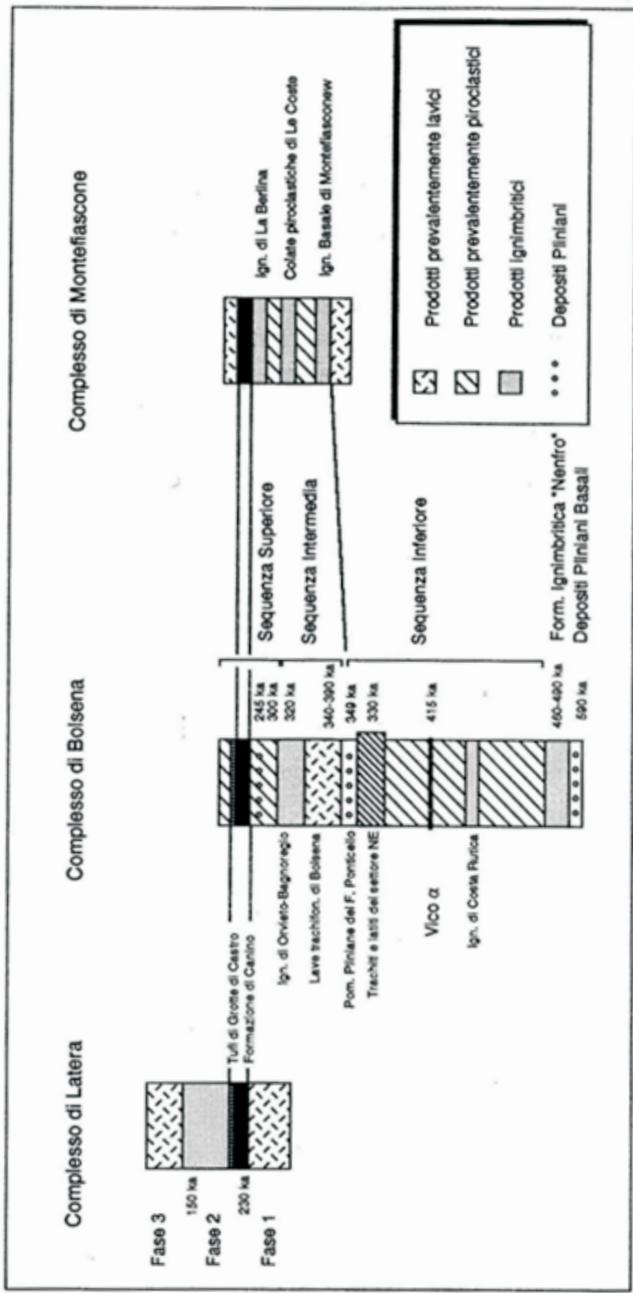
Il distretto Vulsino, con l'ubicazione dei tre complessi magmatici identificati dalla schematizzazione delle rispettive strutture calderiche

Dal punto di vista morfologico, il Complesso di Bolsena è caratterizzato da un'ampia conca lacustre circondata da rilievi dolci, che nel settore NE raggiungono quasi 700 m di quota (Monte Panaro). La cinta esterna della conca lacustre scende verso il lago attraverso dei gradoni. Lungo i gradoni si possono riconoscere allineamenti di piccoli rilievi conici, residuo di piccoli edifici vulcanici. La morfologia della conca, l'associazione con i centri vulcanici, il tipo di rocce incontrate in superficie e nel sottosuolo e l'andamento delle faglie suggeriscono la presenza di un'ampia struttura calderica formatasi in seguito all'attività vulcanica. A sud-est della caldera di Bolsena è ben visibile la struttura calderica più piccola, circolare, di Montefiascone, mentre a Ovest il bordo della caldera di Bolsena è tagliato dalla struttura calderica di Latera.

L'ATTIVITÀ VULCANICA

L'attività vulcanica iniziale del distretto Vulsino (Paleo-Bolsena) è legata a centri che sono stati attivi nell'area nord-orientale dell'attuale lago di Bolsena intorno a 590.000 anni fa, probabilmente per poche decine di migliaia di anni, e che hanno dato luogo a eruzioni esplosive di tipo Pliniano. Successivamente, una fase fortemente esplosiva intorno a 500000 anni fa produce voluminose coperture ignimbratiche. Una di queste ignimbriti è nota con il nome locale di Nenfro o Enfero, legato all'utilizzo di questi depositi vulcanici per le sepolture fin dall'epoca etrusca. Questi depositi ignimbratici si ritrovano affioranti solo nelle porzioni più esterne del complesso, ma la loro imponenza è testimoniata dagli spessori fino a 100 metri ritrovati nelle perforazioni geotermiche effettuate nelle zone di Latera e Gradoli. L'eruzione del Nenfro, la maggiore del complesso di Bolsena, potrebbe corrispondere a un VEI (Indice di Esplosività Vulcanica) di 6, corrispondente a un volume di tefra emessi superiore a 10 km³. A seguito di questa fase si forma un primo sprofondamento calderico e di conseguenza dei piccoli bacini lacustri lungo le faglie dei bordi calderici, testimoniati dal ritrovamento di diatomi. Le ignimbriti sono seguite dall'emissione di ingenti volumi di lave a cui sono intercalati i prodotti piroclastici di eruzioni esplosive di energia non molto elevata. L'attività è legata a centri che si trovano prevalentemente lungo le faglie che delimitano la caldera. Quindi il primo sprofondamento calderico continua a influenzare l'attività vulcanica successiva riattivando le strutture per l'emissione di nuovo magma e determinando così un progressivo approfondimento della caldera iniziale.

Una nuova fase di attività vulcanica molto intensa avviene a 350.000-320.000 anni fa e comprende l'emissione di lave e prodotti piroclastici. L'eruzione esplosiva più violenta di questo periodo, probabilmente corrispondente a VEI 5, è responsabile della deposizione dell'ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio (320.000 anni), su cui sono costruiti diversi paesi di questa regione (Orvieto, Bagnoregio, Lubriano, Civita di Bagnoregio). È probabile che la stessa eruzione corrisponda ad un ulteriore sprofondamento della caldera di Bolsena.



Schema temporale dell'attività vulcanica ai Vulsini, con indicata la posizione di Vico a, una grossa eruzione del vulcano di Vico di età nota, utilizzata come marker stratigrafico (da Cioni 1993).

Questa fase eruttiva è seguita, nella zona di Bolsena, da un lungo periodo caratterizzato da eruzioni minori e meno frequenti, sia effusive che esplosive. Appartengono a questo periodo le colate laviche delle “Pietre Lanciate”, i piccoli coni di scorie e lave lungo i bordi calderici, e i prodotti sia esplosivi che effusivi da centri all'interno del lago, che hanno edificato le due isole Martana e Bisentina.

Nel frattempo l'attività vulcanica si sposta verso Latera, con eruzioni ignimbritiche di elevata energia e di volume di magma emesso comparabile a Orvieto-Bagnoregio (probabilmente VEI 5 ma non ci sono stime accurate dei volumi emessi), lo sviluppo di una struttura calderica che taglia il bordo ovest della depressione di Bolsena e infine, intorno a 120.000 anni fa, la costruzione dei coni di scorie di Valentano in corrispondenza dei bordi calderici. Sempre verso la fine dell'attività di Bolsena si attiva Montefiascone, con numerosi piccoli e medi eventi eruttivi che originano depositi di flusso piroclastico e coni di lapilli.

I PRODOTTI VULCANICI

L'attività vulcanica dei Vulsini è stata sia effusiva, dando origine a colate di lava e duomi di lava, sia esplosiva, come indicano i depositi piroclastici di caduta e di flusso delle eruzioni maggiori e i coni di scorie lungo le faglie dei bordi calderici. I magmi emessi ai Vulsini hanno composizione variabile: esempi di prodotti vulcanici mafici possono essere osservati a Montefiascone, sotto forma di lapilli contenenti cristalli di olivina, mentre tra i prodotti più differenziati troviamo trachiti e fonoliti.

Le lave più caratteristiche sono fonoliti e presentano grossi (anche di 1 cm) fenocristalli rotondeggianti del minerale leucite, di colore bianco per una tipica alterazione. Il termine fonolite è dovuto al fatto che queste lave “risuonano” particolarmente, quando vengono colpite col martello.

La presenza di leucite, un silicato di Al e K con un contenuto in silice inferiore, relativamente agli altri componenti, rispetto ai silicati più comuni nella crosta (feldspati), indica che i magmi emessi ai Vulsini sono particolarmente ricchi in K: si parla infatti di magmatismo “potassico” e “ultrapotassico”. I magmi di questo tipo, che caratterizzano buona parte

del magmatismo dell'Italia Centrale, sono poco comuni sulla crosta terrestre e sono limitati a regioni dove il mantello, che li ha originati per fusione parziale, aveva una composizione particolare. Nel caso del magmatismo potassico dell'Italia Centrale, la sua genesi è dibattuta. Una delle spiegazioni prevede che il mantello che ha originato i magmi primitivi potassici possa essere stato in precedenza “contaminato” ed arricchito in certi elementi, tra cui il K, a causa dei processi di subduzione avvenuti a seguito della convergenza tra Africa e Europa.

Le lave fonolitiche a leucite cavate presso Orvieto sono state intensamente utilizzate in epoca Romana per la realizzazione di macine, e addirittura sembra si tratti della lava maggiormente utilizzata all'epoca per questo impiego. Le macine provenienti da Orvieto furono commercializzate in buona parte del Mediterraneo. Nella foto si vede una macina romana realizzata con le lave dei Vulsini, ritrovata a Ostia Antica (foto da Renzulli et al., 2003). Lave di diverso tipo, prive dei cristalli di leucite evidenti ad occhio nudo, sono oggi estratte vicino a Bagnoregio e commercializzate col nome di Basaltina.



Macina romana realizzata con lave dei Vulsini, ritrovata a Ostia Antica (da Renzulli et al., 2003).

Tra i prodotti di flusso piroclastico troviamo le ignimbriti, che affiorano estesamente intorno alla caldera. Sull'ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio poggiano, tra le altre, Orvieto e Civita di Bagnoregio. Altri prodotti ignimbritici, intensamente utilizzati anche oggi come lapidei (lastre per rivestimenti, cordoli ed altri impieghi in edilizia), sono conosciuti con i

nomi locali di Nenfro o Enfero, legati al loro utilizzo per le sepolture fin dall'epoca etrusca.

Anche i lapilli dei coni di scorie sono cavati, sia nella zona di Valentano sia in altri siti intorno al lago di Bolsena, per impieghi nei substrati per florovivaistica e tappeti erbosi in impianti sportivi, oltre ad altri usi in edilizia.

APPENDICE I

LA DEFORMAZIONE DELLE ROCCE, LE FAGLIE, LE FRATTURE E I GIUNTI

Le rocce, una volta depostesi, durante i processi tettonici vengono intensamente deformate e trasformate. Le forze che entrano in gioco durante i processi tettonici causano deformazioni e traslazioni nelle rocce stesse, che vengono a trovarsi in una posizione molto diversa (da decine a centinaia di chilometri) rispetto a quella in cui si sono formate e possono assumere posizioni e geometrie molto diverse da quelle originarie.

Durante la loro storia geologica le rocce si deformano in modo diverso, in funzione di due parametri principali che sono **la temperatura e la pressione** a cui sono sottoposte. Entrambi questi parametri variano a seconda di quanto le rocce siano state trasportate in profondità all'interno della Terra (più si va in profondità più aumenta sia la temperatura sia la pressione), quindi variando il loro livello “strutturale” cioè la loro posizione all'interno della crosta terrestre. In linea generale, in una crosta normale, la pressione varia con la profondità di **circa 0,33 kbar per chilometro**, mentre la temperatura mediamente aumenta con un tasso di **circa 30°C al chilometro**. Quindi, ad esempio a 10 km di profondità possiamo trovare temperature intorno ai 300°C e pressioni di circa 3 kbar (equivalenti a 3000 volte la pressione atmosferica).

Le rocce trovandosi a profondità diverse nella crosta terrestre, e quindi a diversi valori di pressione e temperatura, possono comportarsi e deformarsi in modo molto diverso, dando vita a delle strutture diverse che si possono osservare a scala differente, da quella microscopica (microscala) fino a quella dell'intera catena (megascala).

In modo analogo alla pece (o alla plastilina o alla cera) una roccia in superficie è di solito rigida e se sottoposta a sforzi o tensioni, tenderà a spaccarsi e a dividersi in pezzi, presentando un **comportamento rigido**. Se la vogliamo modellare in modo plastico (senza romperla) dobbiamo scaldarla, per esempio in un forno. In natura, è sufficiente che la roccia sia trasportata a profondità crescenti per assumere un **comportamento plastico**. La diretta conseguenza di questi comportamenti diversi delle rocce in funzione della profondità si riflette nel tipo di strutture che si formano e che possiamo osservare nelle rocce stesse.

Se la deformazione avviene “a caldo” la roccia tenderà a deformarsi e a fluire per cambiare la propria forma senza subire rottura. Un esempio di tale comportamento sono le **pieghe**, vistose ondulazioni delle rocce, dovute al loro raccorciamento.

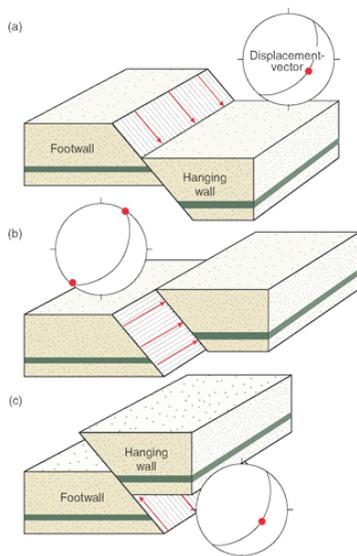
Contrariamente, se la deformazione avviene “a freddo” o con tassi di deformazione molto alti, causerà una rottura e frammentazione delle rocce ed è detta di tipo **fragile**. Il rilascio, molto veloce di energia elastica immagazzinata nel volume roccioso, associata a questa rottura delle rocce, è la **causa dei terremoti**. Durante la deformazione fragile si sviluppano strutture denominate **faglie o giunti**. Si tratta di veri e propri piani di frattura che suddividono la roccia in due blocchi distinti. Se tali blocchi non si spostano tra di loro durante la formazione della frattura, la struttura prende il nome di giunto. Viceversa se i blocchi si spostano uno rispetto all'altro, tali strutture si chiamano faglie. In tal modo si individuano due blocchi, separati da una superficie di faglia: il tetto (o *hanging-wall*), ossia il volume roccioso al di sopra del piano di faglia ed il letto (o *footwall*), ossia il volume roccioso al di sotto del piano di faglia.

In base al movimento relativo dei blocchi, si riconoscono **tre tipologie differenti di faglie**, quali:

1. **Faglie normali**: dove il blocco di tetto scende relativamente al blocco di letto;
2. **Faglie inverse**: dove il blocco di tetto sale relativamente al blocco di letto;
3. **Faglie trascorrenti**: dove il movimento relativo tra blocco di tetto e quello al blocco di letto è di tipo orizzontale.

Infine, si sottolinea come possano verificarsi anche casi dove la componente normale o quella inversa possano coesistere con una componente trascorrente (zone di transtensione, nel primo caso, o zone di transpressione, nel secondo)

Le tre tipologie di faglie.
 a) Faglia normale;
 b) faglia trascorrente
 c) faglia inversa;
 da Fossen (2010)

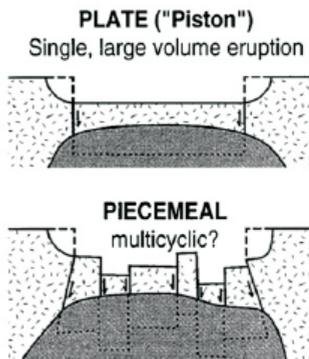


APPENDICE 2

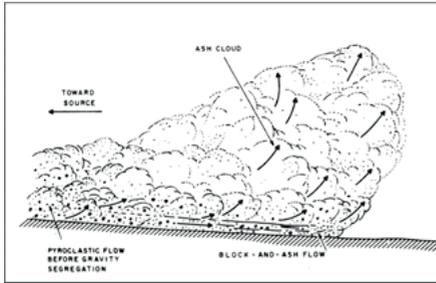
GLOSSARIO DEI TERMINI VULCANOLOGICI UTILIZZATI

Caldera: ampia depressione di forma generalmente subcircolare e di diametro di alcuni km o superiore, formatasi per lo sprofondamento di un centro vulcanico in seguito a una eruzione o a una fase eruttiva nella quale è stato emesso un volume ingente di magma, portando allo svuotamento e al crollo della camera magmatica.

Due comuni tipologie di caldera (Lipman, 1997)



Ceneri co-ignimbrtiche: ceneri fini che si separano verso l'alto da un flusso piroclastico per trascinamento da parte dei gas (elutriazione), formando una colonna convettiva.



*Nube di cenere co-ignimbratica in uno schema (da Fisher, 1987)
e in un esempio reale*

Colata (o flusso) di lava: prodotto dell'attività vulcanica effusiva, nella quale il magma fuoriesce alla superficie non frammentato.

Cono di scorie: vulcano generalmente di piccole dimensioni e edificato da una singola eruzione con attività esplosiva di tipo stromboliano. L'attività stromboliana consiste in ripetute esplosioni con lancio di lapilli, senza una colonna eruttiva sostenuta. I lapilli si accumulano intorno al cratere in livelli stratificati con gradazione anche inversa e i fianchi del piccolo vulcano hanno una pendenza dettata dall'angolo di riposo dei piroclasti.

Eruzioni esplosive: le eruzioni esplosive vengono classificate sulla base del volume di tefra emessi, del grado di frammentazione del magma (che è maggiore per eruzioni di energia maggiore), della presenza di una colonna eruttiva sostenuta e dell'altezza della colonna. I tipi principali sono le hawaiane (lancio di brandelli di lava - fontane di lava), le stromboliane (attività esplosiva intermittente), le vulcaniane (attività intermittente con lancio di bombe a crosta di pane e blocchi e emissione di ceneri), le pliniane (vedi più avanti) (quanti termini vulcanologici vengono da vulcani italiani!). Le pliniane danno luogo a una colonna sostenuta che supera i 10 km di altezza. L'energia coinvolta nell'eruzione esplosiva è espressa dal VEI o Indice di Esplosività vulcanica che varia tra 1 e 8, con un aumento di un fattore 10 del volume di tefra emessi per ogni aumento del VEI di una unità (vedi figura). A titolo di esempio (vedi figura), l'eruzione di Pompei corrisponde a VEI 5, con circa 3 km³ di tefra emessi.

Eruzione pliniana/sub-pliniana: eruzione esplosiva caratterizzata dalla formazione di una colonna eruttiva di gas e particelle che raggiunge alcune decine di km di altezza prima di essere dispersa dai venti. Origina depositi di caduta con spessore e dimensioni dei piroclasti che diminuiscono con la distanza dalla bocca.



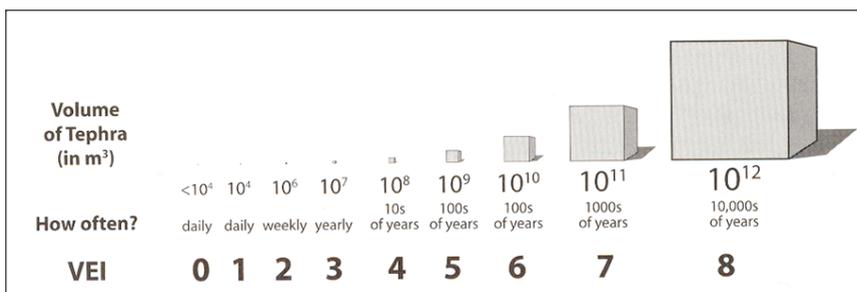
Variazione dell'altezza della colonna nelle più comuni tipologie di eruzioni esplosive.

Flusso piroclastico: nube di gas ad alta temperatura e ceneri vulcaniche che scorre al suolo con velocità fino a 400 km orari e che può raggiungere distanze di diverse decine di km; si origina nel corso di eruzioni esplosive estremamente violente, nelle quali la nube eruttiva collassa su sé stessa dopo aver raggiunto alcuni km di altezza, originando appunto flussi piroclastici.

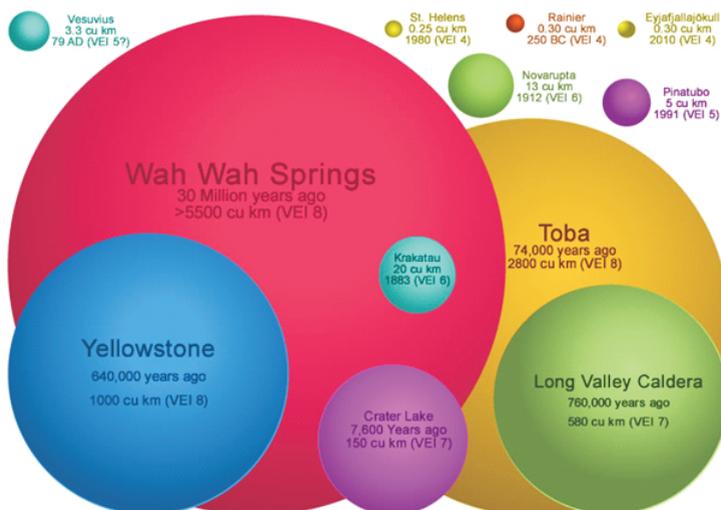
Ignimbrite: prodotto vulcanico originato dal deposito di flussi piroclastici. L'ignimbrite si può presentare sia come un deposito poco coerente, con grosse pomici disperse in una abbondante massa di ceneri, sia ben litificata. Può presentarsi con un grado variabile di schiacciamento e “saldatura” dei piroclasti. La saldatura avviene quando la temperatura è ancora tanto elevata da consentire un comportamento plastico. Le pomici appiattite formano le tipiche “fiamme”. Lo spessore di una ignimbrite può variare molto perché il flusso piroclastico tende a riempire le valli e ad assottigliarsi sugli alti topografici.

Piroclastiti o tefra: prodotti dell'attività vulcanica esplosiva (cioè di eruzioni nelle quali il magma fuoriesce alla superficie frammentato). I piroclasti si distinguono sulla base delle dimensioni in ceneri (< 2 mm), lapilli (2 - 70 mm) e bombe vulcaniche e blocchi (> 70 mm). Formano depositi di caduta (si accumulano al suolo per caduta) e di flusso

piroclastico (si depositano da un flusso di gas e piroclasti ad alta temperatura). Sono costituiti prevalentemente da vetro rispetto ai cristalli, a causa del rapido raffreddamento del magma emesso con una eruzione esplosiva. Con i termini “pomici” e “scorie” si indicano piroclasti che presentano la vescicolazione dovuta all'espansione dei gas vulcanici prima della solidificazione. La vescicolazione, nel caso delle pomici, è in buona parte costituita da vescicole non comunicanti con l'esterno: questo, insieme alla composizione generalmente felsica del magma che le ha originate, rende le pomici le uniche rocce capaci di galleggiare.



Volume dei tefra emessi in relazione al VEI e alla frequenza di accadimento



Raffigurazione delle proporzioni relative del volume di tefra emessi per alcune eruzioni note.



Questa piccola guida didattica alla geologia dei Vulsini è stata preparata nell'ambito del PLS (Progetto Lauree Scientifiche) finanziato dal MIUR.